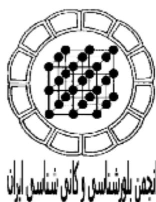
مجله
بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی



سال سی و یکم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۹۱ تا ۱۰۴

مجموعه کانیایی و دگرشکلی متاسدیمنت‌ها و متابازیت‌های مجموعه توتک، جنوب‌شرق بوانات، استان فارس

اسماعیل مرادیان تشنیزی[۱]، ناهید شبانیان بروجنی[*۱]، علیرضا داودیان دهکردی[۱]، حسین عزیزی[۲]

۱- دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

۲- گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۵/۱۲، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۶/۱۵)

چکیده: مجموعه ماگمایی- دگرگونی توتک بعنوان بخشی از کمربند بوانات در کمربند دگرگونی فشار بالا- دما پایین پهنه سنندج-سیرجان واقع است. مجموعه توتک از شیست‌ها، مرمرها، گنیس‌گرانیتی، متاگرانیتوئید، متاآپلیت-گرانیت، آمفیبولیت‌ها و متادلریت با سن‌ها و درجه‌های دگرگونی و دگرشکلی متفاوت تشکیل شده است. با توجه به شواهد صحرایی، سنگ‌ها در سراسر مجموعه توزیع و پراکندگی یکنواختی ندارند و می‌توان مجموعه توتک را به دو زیرپهنه مرکزی و لبه‌ای تقسیم کرد. در زیرپهنه مرکزی، متاسدیمنت‌ها بیشتر بصورت شیست آهکی، میکاشیست، گارنت مسکویت-شیست، کوارتز-فلدسپات- شیست و انواع متابازیت‌ها شامل آمفیبولیت و گارنت-آمفیبولیت هستند. این در حالی است که در زیرپهنه لبه‌ای، متاسدیمنت‌ها بیشتر بصورت بیوتیت-اپیدوت-شیست و متابازیت‌ها شامل آمفیبول-شیست و آمفیبولیت هستند. ترکیب شواهد صحرایی و ریزساختاری در متاسدیمنت‌ها و متابازیت‌های هر دو زیرپهنه بیانگر رخداد دگرشکلی متناسب با دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت تا شیست‌سبز در زیرپهنه مرکزی و رخداد دگرشکلی متناسب با رخساره دگرگونی شیست‌سبز در زیرپهنه لبه‌ای است.

واژه‌های کلیدی: *مجموعه کانیایی؛ شیست و آمفیبولیت؛ دگرشکلی؛ مجموعه توتک؛ سنندج- سیرجان.*

مقدمه

در پهنه‌های برشی بعنوان جایگاه گسل عمیق، فرایند دگرشکلی بطور یکنواخت عمل نمی‌کند و ممکن است از بخشی به بخش دیگر با ظهور بافت‌های متفاوت در سنگ‌ها نمایان شود [۱]. تفکیک مناطق با فرایندهای دگرشکلی متفاوت ولی همزمان می‌تواند ابزار کلیدی برای فهم تکامل زمین ساختی-گرمایی مجموعه‌های دگرگونی که دستخوش چند فاز دگرشکلی و دگرگونی شده‌اند باشد [۲]. ارزیابی تغییر شکل در مقیاس دانه‌ای و یا بعبارتی تشخیص جایگاه‌های ریزساختاری کانی‌ها از قبیل مکان‌های هسته‌زایی و رشد فازهای کانیایی جدید، بقایای کانی‌های حفظ شده و یا مکان-هایی که در آن‌ها انحلال و مومسانی بین بلوری رخ می‌دهد کمک بسزایی به درک فرایندهای دگرشکلی می‌کند [۲-۴]. البته فراگیرترین بافت در مقیاس دانه‌ای می‌تواند بیانگر درجه بازتبلوری باشد که از یک مرحله بحرانی فراتر رفته است [۲]. بنابراین، در مناطق با دگرگونی و دگرشکلی چندمرحله‌ای، بطور معمول شیب‌های بافت با شیب‌های باز تعادل دگرگونی همپوشی بالایی دارند؛ به بیان دیگر، دگرگونی غالب در مقیاس منطقه‌ای با فراگیرترین بافت در مقیاس دانه‌ای متناظر است [۲ و ۵]. از این‌رو، ترکیب شواهد صحرایی و رفتار بلورها در سنگ ها طی رخدادهای دگرگونی و دگرشکلی نقش قابل توجهی در ارزیابی ریزساختارهای مختلف در سنگ‌ها و سرانجام بازسازی تاریخچه دگرشکلی سنگ‌ها در یک منطقه دارد [۶].

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۳۸۲۲۳۲۴۴۲۳، پست الکترونیکی: shabanian.nahid@sku.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.7.8]

[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.91]

مجموعه‌های ماگمایی-دگرگونی توتک و سوریان در پهنه زمین‌ساختاری سنندج- سیرجان در چند کیلومتری شمال روراندگی اصلی زاگرس [۷]، دربردارنده انواع سنگ‌های رسوبی و ماگمایی هستند که در معرض فازهای دگرگونی بعدی بوده‌اند (شکل ۱). گسل مزایجان در جنوب و گسل سوریان در شمال با روندهای شما غرب-جنوب شرق (NW-SE) با سازوکار معکوس و مؤلفه راستا لغز راست‌بر مجموعه‌های توتک و سوریان را دربرگرفته‌اند [۸] (شکل‌های ۱ ب و پ). از پیامدهای عملکرد این پهنه‌های برشی می‌توان به ظهور چند نسل برگوارگی و خطوارگی بر سطح سنگ‌های رخنمون یافته در هر دو مجموعه اشاره کرد [۹،۸]. احمدی و همکاران [۹] بر این باور هستند که وجود برخی بافت‌های دگرشکلی در میکاشیست‌ها همراه با برگوارگی غالب بر سطح آن‌ها، چون نوارهای S-C و چرخش زیگمایی برخی از پورفیری آواری‌ها نشان می‌دهد که این برگوارگی در طی اعمال یک فاز دگرشکلی برشی شکل‌پذیر بر هر دو مجموعه تشکیل شده‌است. از آنجا که ریزساختارهای دگرشکلی در متاسدیمنت‌ها و متابازیت‌ها مجموعه توتک تاکنون به دقت بررسی نشده‌اند، در این پژوهش با بررسی شواهد صحرایی، ترکیب کانیایی و ارزیابی رفتار کانی‌شناسی شیست‌ها و آمفیبولیت‌ها در آزمایش‌های سنگ‌نگاری و مقایسه آن‌ها با هم، سرانجام شرایط دگرشکلی این سنگ‌ها در مجموعه توتک تعیین شده است.

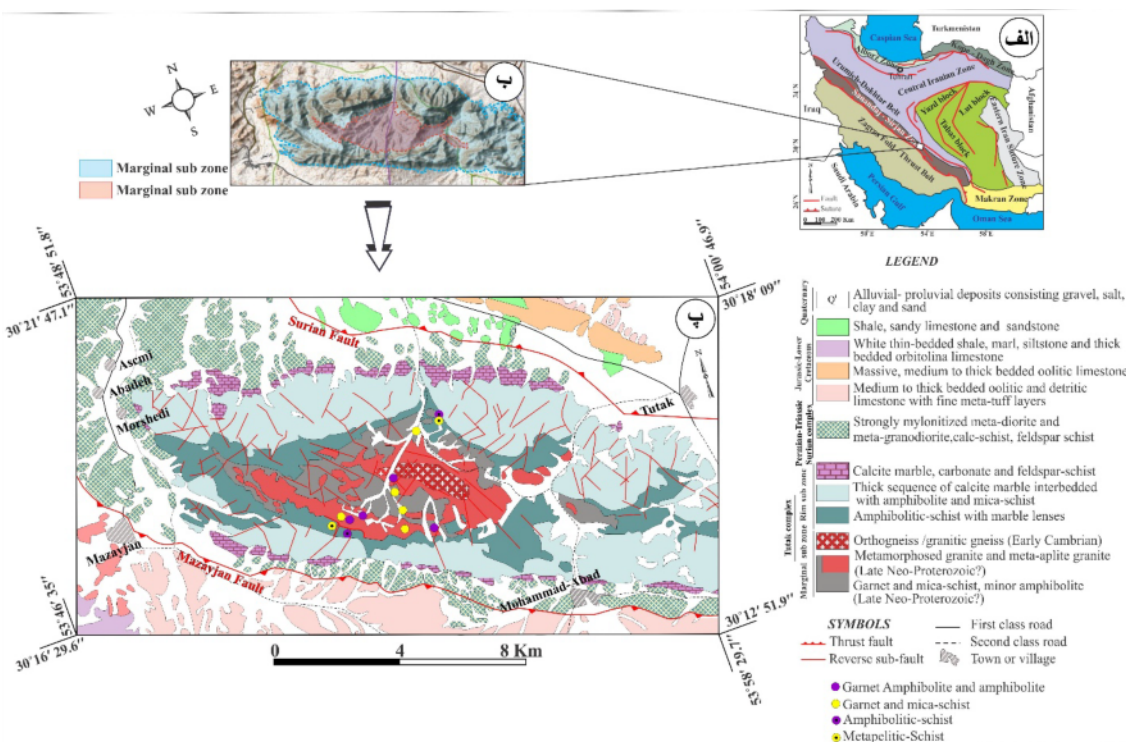
موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مورد بررسی در استان فارس، در غرب روستای توتک از توابع شهر سوریان و در ۳۰ کیلومتری شرق بوانات و شمال‌شرق روستای مزایجان با عرض جغرافیایی ′۱۰ °۳۰ تا ′۳۵ °۳۰ شمالی و طول جغرافیایی ′۲۰ °۵۳ تا ′۰۰ °۵۴ شرقی، واقع است (شکل ۱ ب). مجموعه ماگمایی-دگرگونی توتک بعنوان بخشی از کمربند بوانات در لبه شمال‌شرقی بخش جنوبی کمربند دگرگونی فشار بالا- دما پایین پهنه سنندج-سیرجان قرار دارد [۷] (شکل ۱ الف). پهنه سنندج-سیرجان با روند NW-SE در کمربند کوهزایی زاگرس از ناآرام‌ترین و به بیانی فعال‌ترین پهنه‌های زمین‌ساختاری ایران است که از پرکامبرین تا سنوزوئیک فازهای مختلف ماگمایی، دگرگونی و دگرشکلی را پشت سرگذاشته است [۱۰، ۱۱]. بیشتر رخدادهای دگرگونی در این پهنه را به فرورانش و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس مربوط دانسته و آن‌ها را به مزوزوئیک نسبت داده‌اند [۱۲]. در این راستا، آخرین فاز ماگمایی-دگرگونی در پهنه سنندج-سیرجان را به برخورد بین صفحه‌های عربی و اوراسیا نسبت می‌دهند [۱۳- ۱۵]. سنگ‌های دگرگونی چون انواع گنیس‌ها، شیست‌ها، مرمرها و متاپسامیت‌های برآمده از سنگ‌های مادر آتشفشانی، رسوبی و آذرین نفوذی در سراسر این پهنه زمین-ساختاری، اغلب دستخوش فازهای دگرگونی مهم درحد رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت [۱۶] و حتی رخساره اکلوژیت [۱۱، ۱۷] و رخساره دگرگونی شیست آبی با شواهدی از دگرگونی قهقرایی در حد رخساره شیست سبز [۱۸] شده‌اند. مجموعه‌های ماگمایی-دگرگونی توتک و سوریان بعنوان بخشی از این پهنه زمین‌ساختاری انواع واحدهای سنگی دگرگونی با سن اواخر نئوپروتروزوئیک تا تریاس را دربرمی‌گیرند (شکل ۱). دگرگونی و دگرشکلی سنگ‌های رخنمون یافته در مجموعه توتک نیز طی همگرایی بین قاره افریقا-عربی با خردقاره ایران رخ داده است و برونزد این سنگ‌ها یک پنجره ساختاری در کمربند کوهزایی زاگرس را به نمایش می‌گذارند [۱۹]. انواع سنگ‌های دگرگون و دگرشکل شده‌ی رخنمون یافته در مجموعه توتک را می‌توان بر اساس نوع سنگ مادر به دو دسته با خاستگاه آذرین و رسوبی تقسیم نمود. در این تقسیم‌بندی، گنیس‌گرانیتی (ارتوگنیس)، متاگرانیتوئید و متاآپلیت-گرانیت-ها، متادلریت‌ها و آمفیبولیت‌ها سنگ‌های دگرگون و دگرشکل شده با خاستگاه آذرین فلسیک و بازیک و شیست‌ها و مرمرها از سنگ‌های دگرگون و دگرشکل شده با خاستگاه رسوبی محسوب می‌شوند. بر اساس نظر هوشمندزاده و همکاران [۲۰]، مجموعه توتک در معرض دو فاز دگرگونی نوع باروین (فشار متوسط) دربرگیرنده دگرگونی رخساره آمفیبولیت در ارتباط با رخدادهای کوهزایی سیمرین پیشین (تریاس میانی-پسین) و دگرگونی رخساره شیست سبز مربوط با کوهزایی سیمرین پسین بوده است. این درحالی است که نتایج سن‌سنجی آرگون-آرگون انجام شده بر کانی مسکویت سن دگرگونی ژوراسیک (۱۸۰ میلیون سال) را برای مجموعه توتک ارائه می-دهد [۷]. احمدی و همکاران [۹] بر این باور هستند که نتایج دما-فشارسنجی مجموعه‌های کانیایی گارنت- بیوتیت و مسکویت در شیست‌های مجموعه توتک گویای آغاز دگرگونی در دمای ۴۲۳ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱/۶ کیلوبار (رخساره دگرگونی شیست‌سبز) و رخداد اوج دگرگونی در دمای ۷۰۸ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵/۹ کیلوبار (رخساره دگرگونی

آمفیبولیت) روی شیست‌ها در این مجموعه هستند. به تازگی پژوهش بندخت و همکاران [۲۱] پیرامون فعالیت ماگمایی مجموعه توتک بر اساس سن‌سنجی به روش U/Pb کانی زیرکن بر گنیس‌های‌گرانیتی (ارتوگنیس) این مجموعه بیانگر سن ۵۳۵±۴ میلیون سال برای تبلور سنگ آنهاست که آن‌ها را به فعالیت ماگمایی نوع-کمان کادومین در کرانه شمالی گندوانا در طول ادیاکاران نسبت داده‌اند. آن‌ها بر این باورند که با توجه به شدت اثر مراحل دگرشکلی بعدی، شواهد زمین‌ساختی مربوط به فاز کوهزایی کادومین در این سنگ‌ها از بین رفته است و به احتمال بسیار طی فازهای کوهزایی در ارتباط با دگرگونی نئوتتیس دچار دگرگونی شده و به گنیس‌گرانیتی تغییر یافته‌اند [۲۱].

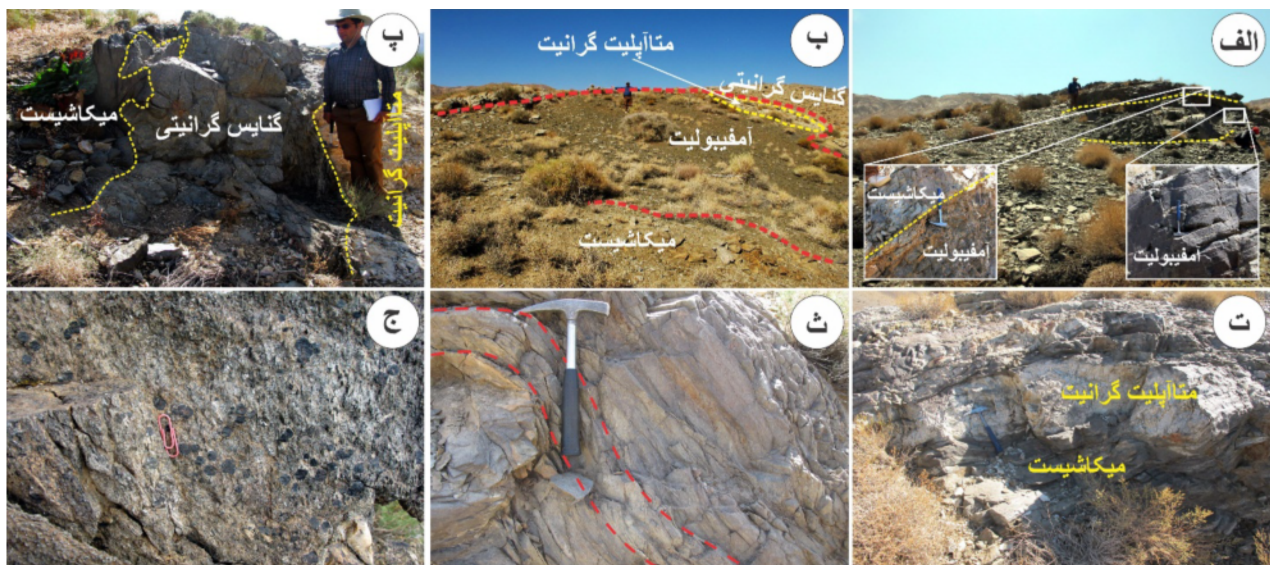
روابط صحرایی و سنگ‌شناسی

با درنظر گرفتن روابط سنگ‌ها و تفاوت سنگ‌شناسی واحدهای سنگی از نظر درجه دگرگونی و دگرشکلی و تفاوت سن سنگ مادر در سنگ‌های تشکیل دهنده مجموعه توتک می‌توان مجموعه توتک را به دو زیرپهنه مرکزی و لبه‌ای تقسیم کرد (شکل‌های ۱ ب و پ) که در ادامه توضیح داده می‌شوند. در زیرپهنه مرکزی، گنیس‌های گرانیتی اوائل کامبرین [۲۱]، متاگرانیتوئیدها و متاآپلیت-گرانیت‌ها همراه با میکاشیست‌های دربردارنده میان‌لایه‌های آمفیبولیت دیده می‌شوند (شکل‌های ۲ الف و ب). در پاره‌ای از رخنمون‌ها، آمفیبولیت‌ها و شیست‌ها با گنیس‌های‌گرانیتی دربرگرفته شده‌اند، درحالی‌که مرز مشخصی بین آن‌ها وجود ندارد (شکل ۲ ب و پ). در سنگ‌های این زیرپهنه بطور محلی شبه دایک‌های متادلریتی با طول و ضخامت متغیر نفوذ کرده‌اند که می‌تواند بیانگر سن جوان‌تر متادلریت‌ها نسبت به سایر سنگ‌ها باشد. اغلب سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه (از جمله میکاشیست‌ها، آمفیبولیت‌ها و گنیس‌ها) در اثر عوامل دگرشکلی و زمین‌ساخت دارای برگواره هستند و چین‌خورده‌اند (شکل‌های ۲ ت و ث). در این زیرپهنه، شدت تنش بیشتر بوده و این امر منجر به جدایش دگرگونی افزون بر برگوارگی، و شکل‌گیری نوارهای تیره و روشن (ساخت گنیسی) در گنیس‌های گرانیتی شده است. گارنت-میکاشیست‌ها نسبت به سایر شیست‌ها در این زیرپهنه فراوانی کمتری دارند (شکل ۲ ج).



شکل ۱ الف) موقعیت منطقه مورد بررسی بر نقشه زمین ساختاری ایران برگرفته از مرجع [۲۲]. **ب)** تصویر مدل رقومی ارتفاعی (DEM) از موقعیت زیرپهنه مرکزی و زیرپهنه لبه‌ای در مجموعه توتک. پ) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه [۲۳] برگرفته از مرجع با تغییرات. موقعیت متاسدیمنت‌های مورد بررسی با دایره‌های زرد رنگ و موقعیت متابازیت‌های مورد بررسی با دایره‌های بنفش رنگ نشان داده شده‌اند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.7.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.91]



شکل ۲ رخنمون آمفیبولیت و میکاشیست در زیرپهنه مرکزی: الف) میان‌لایه آمفیبولیت در میکاشیست‌ها، ب) گنیس‌گرانیتی و متاآپلیت-گرانیت در همبری با آمفیبولیت و میکاشیست، پ) همبری متاآپلیت-گرانیت، گنیس گرانیتی و میکاشیست، ت) میکاشیست و نفوذ متاآپلیت-گرانیت در آن، ث) چین‌خوردگی و برگوارگی در میکاشیست و ج) درشت بلورهای گارنت در گارنت-میکاشیست.

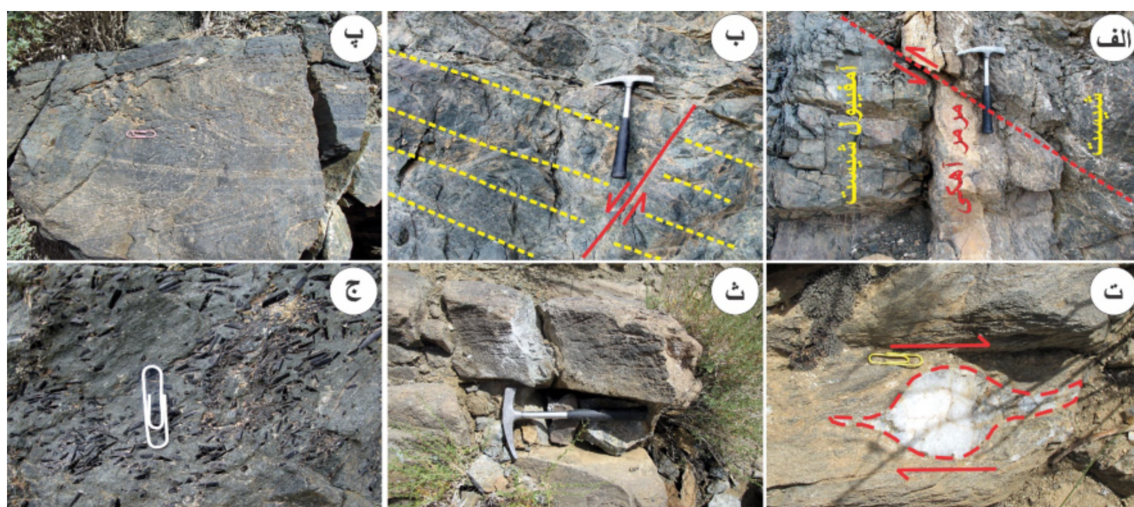
در زیرپهنه لبه‌ای، تناوبی از میکاشیست و شیست ریزدانه همراه با میان‌لایه‌هایی از آمفیبولیت، آمفیبول-شیست و مرمرهای آهکی دیده می‌شود که این تناوب بتدریج به سمت بالا به مرمرهای ضخیم‌لایه دربردارنده سنگواره‌های دونین تا اوائل کربونیفر می‌رسد [۲۴] (شکل ۳ الف). مانند سایر سنگ‌ها در مجموعه توتک، شواهد ساختاری چون برگوارگی، خطواره-گی، چین‌خوردگی، گسل‌خوردگی و بندرت پورفیری آواری‌های سیلیسی جهت‌یافته متأثر از فازهای دگرگونی و دگرشکلی منطقه کم و بیش بر سطح سنگ‌های رخنمون یافته در این زیرپهنه نمایان هستند (شکل‌های ۳ ب- ت). در ادامه شواهد دگرگونی و دگرشکلی سنگ‌های رخنمون‌یافته در مجموعه توتک متأثر از این فازها با تمرکز بر شیست‌ها و آمفیبولیت‌ها بررسی می‌شود.

شواهد صحرایی شیست‌ها و آمفیبولیت‌ها

متاسدیمنت‌ها (شیست‌ها) نسبت به سایر سنگ‌های موجود در مجموعه گسترش و فراوانی بیشتری داشته، و از نظر حجم، گستردگی و پراکنش بیشترین مقدار را دارند. در زیرپهنه مرکزی، اغلب شیست‌ها بصورت شیست آهکی، میکاشیست، گارنت-مسکویت-شیست و کوارتز-فلدسپاتی- شیست هستند. در نمونه دستی، این دسته از شیست‌ها بصورت ریز تا متوسط-دانه، به رنگ خاکستری مایل به قهوه‌ای همراه با آثاری پراکنده از گارنت دیده می‌شوند (شکل ۳ ج). این در حالی‌است که در بیشتر زیرپهنه لبه‌ای، شیست‌های خاکستری ریزدانه‌ای قابل تشخیص هستند که بصورت بین‌لایه‌ای و متناوب با مرمرها، آمفیبول-شیست‌ها و آمفیبولیت‌ها رخنمون یافته‌اند (شکل‌های ۳ الف و ث).

متابازیت‌ها (آمفیبولیت‌ها) نسبت به سایر سنگ‌های دگرگونه با خاستگاه آذرین در مجموعه پراکندگی محدودتری دارند و با توجه به شواهد صحرایی، به دو دسته تقسیم می-شوند. دسته اول شامل آمفیبولیت‌ها و گارنت-آمفیبولیت‌های متوسط تا ریزدانه با رنگ سبز تا سبز-خاکستری هستند که اغلب بصورت برگواره‌دار در زیرپهنه مرکزی رخنمون یافته‌اند. این دسته از آمفیبولیت‌ها همراه با میکاشیست‌ها در همبری با گنیس‌های گرانیتی و متاآپلیت-گرانیت‌ها قرار دارند (شکل ۲ ب). دسته دوم شامل آمفیبول-شیست‌ها و بندرت آمفیبولیت-های بسیار ریز تا ریزدانه با رنگ سبز هستند که بصورت بین‌لایه‌ای با مرمرها و شیست‌های ریزدانه با برگواره ضعیف‌تر نسبت به شیست‌ها در زیرپهنه مرکزی، در بخش‌های بالایی زیرپهنه لبه‌ای و در گوشه شمال‌غربی مجموعه رخنمون دارند (شکل‌های ۳ الف و ب). کانه‌زایی تورمالین بصورت منشوری-شکل، درشت‌بلور و سیاه‌رنگ به مقدار کم در آمفیبول-شیست-ها دیده می‌شود (شکل ۳ ج).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.7.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.91]



شکل ۳ رخنمون شیست‌های ریزدانه، آمفیبولیت و آمفیبول-شیست‌ها در زیرپهنه لبه‌ای: الف) تناوبی از مرمر آهکی، شیست ریزدانه و آمفیبول-شیست که دستخوش گسلش معکوس شده، ب) برگواره در سطح رخنمون آمفیبولیت ریزدانه، پ) ریزچین در آمفیبول- شیست‌ها، ت) پورفیری آواری سیلیسی جهت‌یافته با حرکت راست‌بر در شیست، ث) نمای نزدیک از شیست‌های ریزدانه و ج) درشت بلورهای تورمالین در آمفیبول-شیست.

روش بررسی

بمنظور مطالعات سنگ‌شناسی، طی پیمایش‌های صحرایی، واحدهای سنگی رخنمون یافته از نظر روابط و شواهد صحرایی بررسی شدند و تعداد ۸۰ نمونه از سنگ‌های دگرگونی شیست و آمفیبولیت موجود در هر دو زیرپهنه برداشت گردید. سپس از بین نمونه سنگ‌های برداشت شده با کمترین میزان هوازدگی و دگرسانی تعداد ۶۰ مقطع نازک برای بررسی دقیق‌تر و سنگ نگاری تهیه شد.

سنگ نگاری

الف- شیست‌ها و آمفیبولیت‌ها در زیرپهنه مرکزی

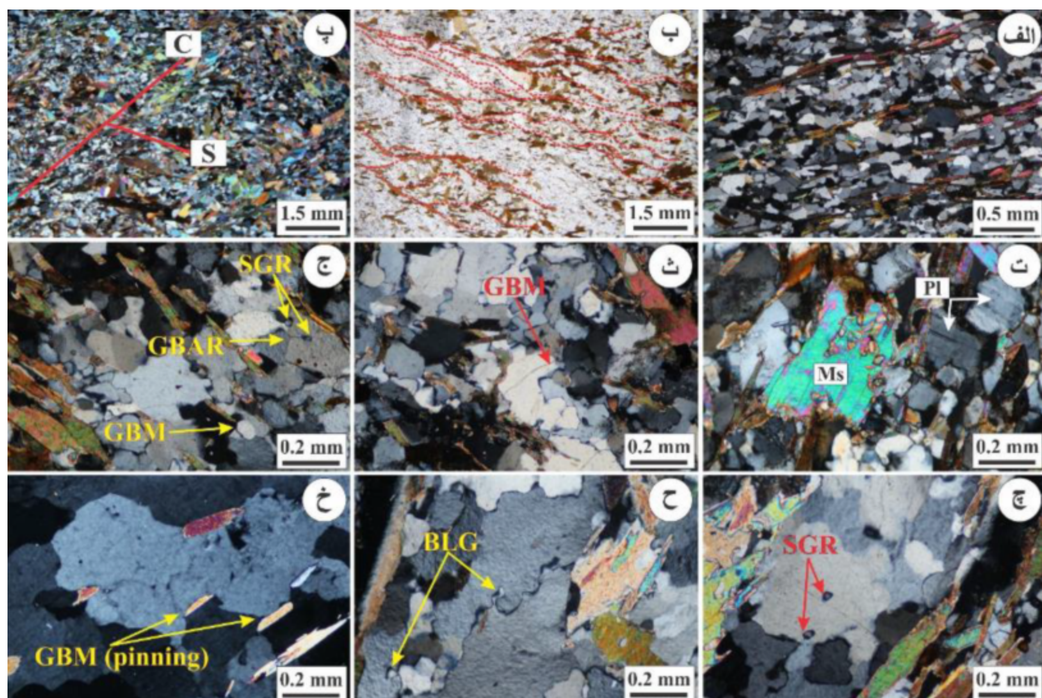
شیست‌ها اغلب از یک زمینه ورقه شکفتی تا ورقه دانه شکفتی تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۴ و ۵). کانی‌های اصلی این سنگ کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، بیوتیت، مسکویت فنژیتی و گارنت هستند و کانی‌های فرعی از تیتانیت، کلریت، اپیدوت (کلینوزوئیزیت)، روتیل و کانی‌های کدر تشکیل شده‌اند. کانی‌های بیوتیت و مسکویت برگوارگی اصلی سنگ را تشکیل می‌دهند. گستره برگوارگی (حوزه M) از کانی‌های میکا (بیوتیت و مسکویت) و گستره میکرولیتون (حوزه Q) از کانی‌های کوارتز، فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز تشکیل شده است. در برخی مقاطع، برگوارگی اصلی سنگ بصورت تقریباً موازی و در برخی دیگر، از نوع فاصله‌دار با شکل ناهموار و شاخه‌ای (شکل‌های ۴ الف- پ). در این راستا، برگوارگی شکنجی و بافت دگرشکلی S-C نیز دیده می‌شود (شکل ۴ پ).

بلورهای کوارتز بصورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار اغلب با مرزهای آمیبی و بندرت چندگوشی در اندازه متغیر از ریز تا متوسط بلور از فراوان‌ترین بلورهای تشکیل دهنده زمینه هستند. در دانه‌های کوارتز، خاموشی موجی (undulose extinction) و باز تبلور پویا به شکل برآمده (BLG)، چرخش ریزدانه (SGR)، مهاجرت مرز دانه‌ای (GBM) دیده می‌شود (شکل‌های ۴ ت- خ). ریزساختار مهاجرت مرزدانه سنجاق شده (pinning) در مرز بلورهای فلدسپار گاهی به چشم می‌خورد (شکل ۴ خ). بلورهای فلدسپار (پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی) بصورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه ریز تا متوسط بلور هستند که در بین کوارتزهای بازتبلوریافته در زمینه دیده می‌شوند، در حالی‌که اغلب به سریسیت تجزیه شده‌اند (شکل ۴ ت). مهاجرت مرز دانه پنجره‌ای به سمت کانی میکا با مقاومت کمتر از شواهد دگرشکلی در فلدسپارهاست (شکل ۵ الف). از بافت‌های دگرشکلی موجود در پلاژیوکلازها می‌توان به ماکل‌های چندریخت خمیده و نوک تیز، نوارهای دگرشکلی پیچ‌خورده و خاموشی موجی اشاره کرد (شکل‌های ۵ ب- ت) همچنین در برخی کانی‌ها چون کلریت، شواهد خمیدگی و پیچ‌خوردگی نیز دیده می‌شود (شکل ۵ ث). کانی بیوتیت اغلب به شکل ورقه‌ای در اندازه ریز تا متوسط بلور به چشم می‌خورد و فراوانی کمی در زمینه دارد (شکل ۵ ج). این کانی اغلب دارای یک دسته رخ خوب با چند رنگی قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره موازی با برگوارگی اصلی سنگ است. در برخی نمونه‌ها، بیوتیت‌ها دارای سوزن‌های متقاطع روتیل با زاویه حدود ۶۰

درجه در سطح خود هستند که به اصطلاح ایجاد بافت ساژنیتی کرده‌اند (شکل ۵ ج). این بیوتیت‌ها به نسبت سالم و بدون خاموشی موجی هستند. به باور شاو و همکاران [۲۵]، تشکیل میانبارها یا سوزن‌های روتیل در بیوتیت ساژنیتی می‌تواند در اثر یک فاز دگرگونی جدیدتر باشد. بیوتیت ساژنیتی طی فرایند شکست یک بیوتیت غنی از تیتانیوم و کلسیم (بیوتیت تشکیل شده در شرایط دما بالا) و تبدیل آن به بیوتیت تهی از عناصر تیتانیوم و کلسیم طی دگرگونی جایی که بیوتیت غنی از عناصر تیتانیوم و کلسیم دیگر پایدار شکل می‌گیرد، نیست.

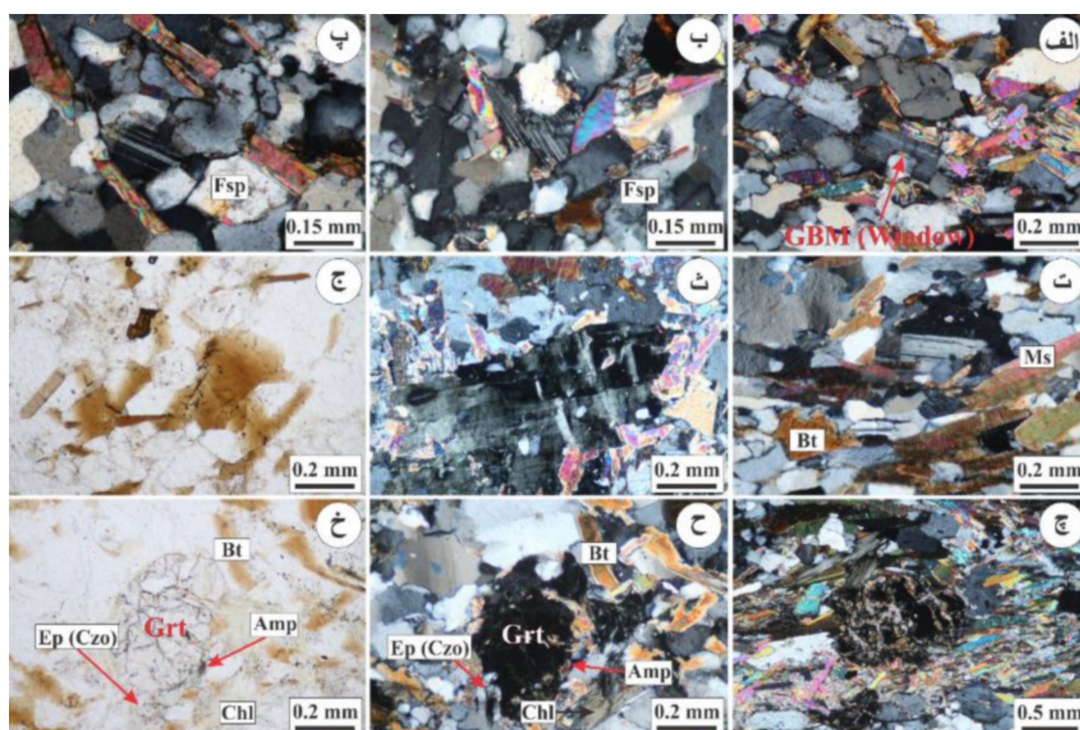
مسکویت فنژیتی بصورت ورقه‌ای در اندازه ریز تا متوسط-بلور با فراوانی کم دیده می‌شود (شکل‌های ۵ ت، ث و چ)، درحالی‌که در بخش‌هایی از لبه در حال جایگزین شدن با بیوتیت است. در این راستا، بقایایی از آن نیز در درشت بلورهای بیوتیت دیده می‌شود. از شواهد دگرشکلی در بیوتیت‌ها و مسکویت‌ها می‌توان به خاموشی موجی، خمیدگی و شکنجی اشاره نمود. بلورهای سوزنی شکل روتیل در اندازه ریز کمابیش در شیست‌ها دیده می‌شوند که اغلب از لبه در حال ایلمنیتی شدن هستند. اپیدوت به دو صورت اپیدوت و کلینوزوئیزیت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل با فراوانی بسیار کم بصورت پراکنده در زمینه سنگ و همچنین پیرامون بلورهای گارنت دیده می‌شود (شکل‌های ۵ ح و خ).

در برخی شیست‌ها، بلورهای گارنت شکل‌دار تا نیمه‌شکل-دار در اندازه متوسط تا درشت بلور با فراوانی بسیار کم و دارای شکستگی بصورت متقاطع و گاه کششی و عمود بر برگواره دیده می‌شوند. بیشتر شکستگی‌ها با کانی‌های بیوتیت و کلسیت پر شده‌اند (شکل ۵ چ). این گروه از شکستگی‌ها می-توانند برآمده از یک سازوکار خارجی به احتمال بسیار کشش افقی ناشی از بالا آمدن و سرد شدن سرزمین دگرگونی باشند [۲۷]. همچنین در بخش‌هایی، تجزیه کانی گارنت به آمفیبول و اپیدوت از درون به سمت لبه دیده می‌شود (شکل‌های ۵ ح و خ). کلریت بصورت انبوهه‌های سبز تا خاکستری رنگ، رشته‌ای و گاه شعاعی درون شکستگی‌های کانی گارنت و روی کانی بیوتیت دیده می‌شود که می‌تواند بیانگر عملکرد دگرگونی پسرونده بر سنگ‌های مورد بررسی باشد.



شکل ۴ الف) بافت ورقه شکفتی تا ورقه دانه شکفتی و برگواره موازی در شیست‌ها (در نور قطبیده متقاطع، XPL). ب) برگواره شاخه‌ای (در نور قطبیده صفحه‌ای، PPL). پ) بافت دگرشکلی S-C (XPL). ت) حضور کانی‌های کوارتز بازتبلور یافته و سریسیتی شدن در راستای ماکل‌های پلاژیوکلاز (XPL). ث) مهاجرت مرزدانه‌ای دانه‌های کوارتز (XPL). ج) مهاجرت مرزدانه‌ای و چرخش ریزدانه و مرزهای چندگوشی (XPL). چ) ریزساختار چرخش ریزدانه (XPL). ح) ریزساختار برآمدگی مرز دانه‌ها (XPL). خ) ریزساختار مهاجرت مرزدانه سنجاق شده (XPL). همه نشانه-های اختصاری بکار رفته برای کانی‌ها براساس مرجع [۲۶] هستند. Ms: مسکویت و Pl: پلاژیوکلاز.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.7.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.91]



شکل ۵ الف) مهاجرت مرز دانه‌ای (GBM) در کانی پلاژیوکلاز (XPL). ب و پ) ماکل دگرشکلی نوک تیز شده در کانی پلاژیوکلاز و حضور فلدسپات‌های سریسیتی شده (XPL). ت) ماکل‌های دگرشکلی و خاموشی موجی در کانی پلاژیوکلاز (XPL). ث) نوارهای دگرشکلی پیچ‌خورده در کانی کلریت (XPL). ج) بافت ساژنیتی دربردارنده سوزن‌های روتیل در کانی بیوتیت (PPL). چ) حضور مسکویت فنژیتی و گارنت دارای شکستگی‌های متقاطع و کششی عمود بر برگواره (XPL). ح و خ) کانی گارنت در حال تجزیه به آمفیبول و اپیدوت بترتیب در XPL و PPL. (Fsp= فلدسپار، Ms= مسکویت، Bt= بیوتیت، Grt= گارنت، Amp= آمفیبول، Ep= اپیدوت، Czo= کلینوزوئیزیت، Chl= کلریت).

آمفیبولیت‌ها بیشتر دارای بافت دانه شکفتی تا ورقه دانه شکفتی هستند و از نظر کانی‌شناسی، آمفیبول، پلاژیوکلاز و کوارتز در مجموع بیش از ۸۵٪ کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ را شامل می‌شوند. کانی‌های فرعی شامل تیتانیت، روتیل، اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت)، اکسیدهای آهن-تیتان و کمی بیوتیت و کلریت هستند. کانی آمفیبول بعنوان سازنده اصلی این گروه از سنگ‌ها اغلب به حالت کشیده با طول بیش از یک سانتی‌متر و جهت‌یافته در راستای برگوارگی اصلی سنگ با چندرنگی سبز روشن- سبز قهوه‌ای به چشم می‌خورد. آمفیبول‌ها در مقاطع طولی اغلب با یک دسته رخ و در مقاطع عرضی با دو دسته رخ نمایان شده‌اند (شکل ۶ الف). در بخش‌هایی در معرض سیر دگرگونی قهقرایی، آمفیبولیت‌ها در لبه‌ها و در سطح خود به بیوتیت تبدیل شده‌اند (شکل ۶ ب).

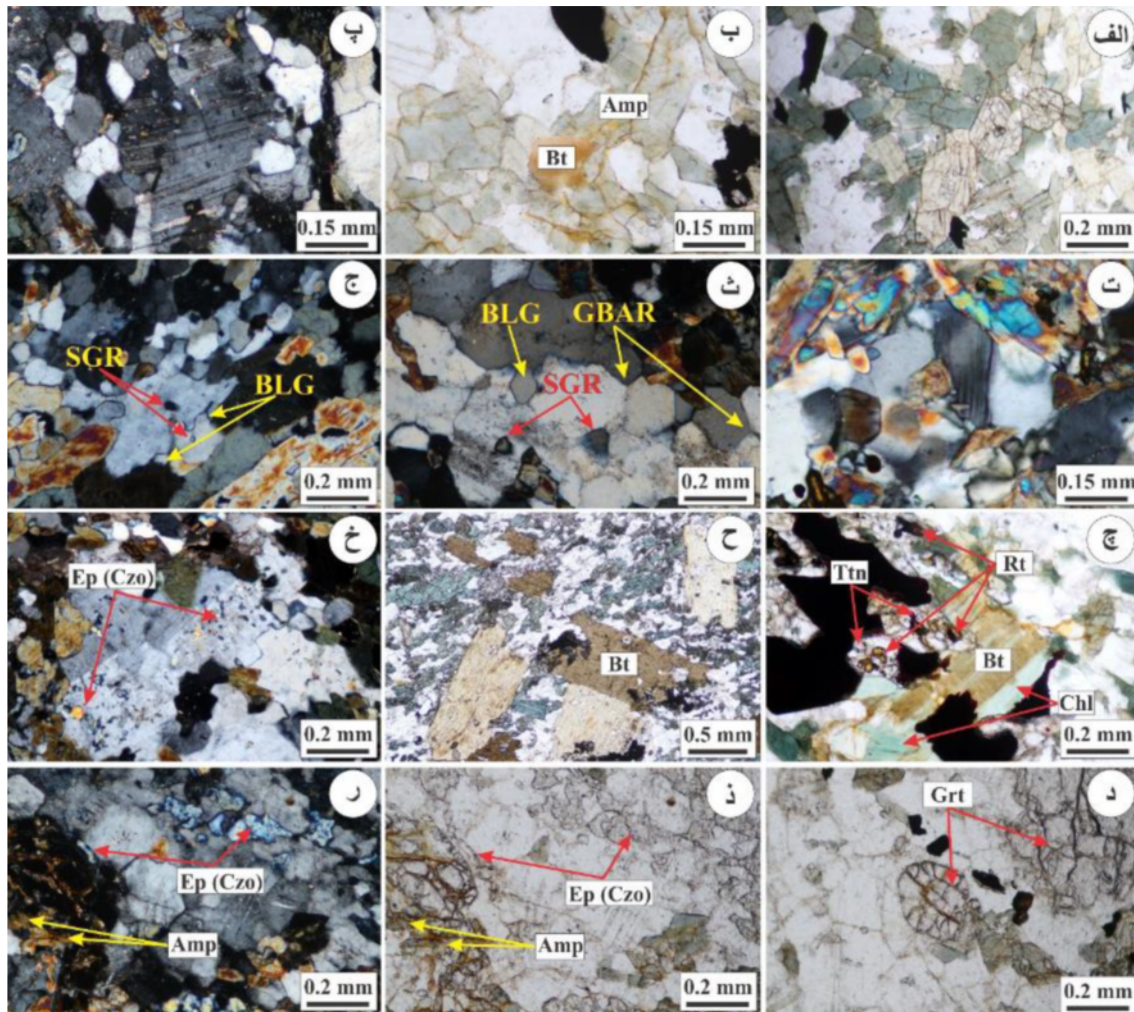
بلورهای پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و ریزدانه تا متوسط‌دانه هستند. بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر دارای ماکل چندریخت با انتهای نوک تیز (مخروطی) یا حالت خمیدگی و حالت موجدار هستند که از نظر ریخت شناسی ماکل از نوع مکانیکی محسوب می‌شوند [۲۸] (شکل‌های ۶ پ و ت). افزون بر سریسیتی‌شدن، میانبارهایی از اپیدوت و زوئیزیت نیز در آن‌ها دیده می‌شود.

بلورهای کوارتز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و متوسط‌بلور هستند و گاهی خاموشی موجی نشان می‌دهند. از ریز ساختارهای دیده شده در بلورهای کوارتز می‌توان به باز تبلور پویا از نوع برآمدگی مرزهای دانه (BLG)، چرخش ریز دانه (SGR)، مهاجرت مرز دانه‌ای (GBM)، ایجاد زیردانه و نودانه و سرانجام ایجاد چندگوشی‌های با زاویه 120° (GBAR) اشاره نمود (شکل‌های ۶ ث و ج). بلورهای تیتانیت به دو شکل دیده می‌شوند: برخی بلورهای بی‌شکل تیتانیت پیرامون و کنار بلورهای دارای تیتانیم چون روتیل و ایلمنیت واقع بوده و برآمده از دگرگونی پسرونده هستند (شکل ۶ چ) و در بخش‌هایی دیگر، تیتانیت بصورت بلورهای خودشکل لوزی رخ دیده می‌شود که به احتمال بسیار ناشی از بازتبلور بلورهای تیتانیت

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.7.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.91]

قدیمی‌تر است. بلورهای روتیل بصورت منشوری شکل، بسیار ریز تا ریزبلور هستند و با ایلمنیت و بندرت تیتانیت دربرگرفته شده‌اند (شکل ۶ چ). بیوتیت به دوصورت دیده می‌شود: بیوتیت متوسط‌بلور و دارای چندرنگی زرد- قهوه‌ای که در ظاهر بصورت برهم‌نهی روی بلورهای آمفیبول نمایان شده‌اند (شکل‌های ۶ ب و چ) و درشت بلورهای بیوتیت با چندرنگی قهوه‌ای که از جهت‌یافتگی متفاوت از جهت‌یافتگی اصلی سنگ (شکل ۶ ح).

کانی‌های گروه اپیدوت بصورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار ریز تا متوسط‌بلور بوده و شامل زوئیزیت، اپیدوت و کلینوزوئیزیت هستند. در برخی مقاطع، بلورهای اپیدوت و کلینوزوئیزیت بصورت میانبار در کانی پلاژیوکلاز دیده می‌شوند (شکل ۶ خ). کلریت بصورت انبوهه‌های بی‌شکل با رنگ سبز کم رنگ دیده می‌شود که بنظر می‌رسد که ناشی از دگرسانی بیوتیت و آمفیبول باشد (شکل ۶ چ).



شکل ۶ الف) بلورهای آمفیبول در مقطع عرضی با دو دسته رخ متقاطع (PPL). ب) بیوتیت در حال نقش بستن بر بلورهای آمفیبول (PPL). پ) پلاژیوکلاز با ماکل دگرشکلی خمیده و نوک تیز و سریسیتی شدن در راستای ماکل‌ها (XPL). ت) ماکل دگرشکلی نوک تیز شده در پلاژیوکلاز (XPL). ث) بافت دگرشکلی برآمدگی مرز دانه، چرخش ریزدانه و مرزهای چندگوشی با زاویه °۱۲۰برای کانی کوارتز و فلدسپات‌های سریسیتی شده (XPL). ج) بافت دگرشکلی برآمدگی مرز دانه و چرخش ریزدانه در کانی کوارتز (XPL). چ) بلورهای روتیل درحال تجزیه به ایلمنیت و تیتانیت و کانی بیوتیت درحال کلریتی شدن (XPL). ح) درشت بلور بیوتیت که از جهت‌یافتگی اصلی سنگ پیروی نمی‌کند (XPL). خ) حضور کلینوزوئیزیت بصورت میانبار در پلاژیوکلاز (XPL). د) بلور گارنت دارای شکستگی‌های متقاطع و عمود بر برگواره (PPL). ذ و ر) درشت بلور گارنت درحال تجزیه به اپیدوت (کلینوزوئیزیت) و آمفیبول به ترتیب در PPL و XPL. (Amp: آمفیبول، Bt: بیوتیت، Rt: روتیل، Ttn: تیتانیت، Chl: کلریت، Ep: اپیدوت، Czo: کلینوزوئیزیت، Grt: گارنت).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.7.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.91]

گارنت-آمفیبولیت‌ها از آمفیبول، گارنت، پلاژیوکلاز، کوارتز و تیتانیت بعنوان کانی‌های اصلی و کلریت، بیوتیت، روتیل و اکسیدهای آهن-تیتان بعنوان کانی‌های فرعی تشکیل شده‌اند. بلورهای گارنت به دو صورت نیمه‌شکل‌دار تا گرد شده، ریز تا متوسط‌بلور و دارای شکستگی و گاهی بصورت درشت‌بلور شکل‌دار و بدون شکستگی دیده می‌شوند. در بلورهای دارای شکستگی، شکستگی‌ها اغلب منظم و به شکل متقاطع هستند و بیشتر با کلسیت و بیوتیت پر شده‌اند (شکل ۶ د). درشت بلورهای گارنت بدون شکستگی دارای میانبارهایی از کلینوزوئیزیت و بندرت روتیل هستند. همچنین در برخی بلور-های گارنت، شواهدی از تبدیل شدن بلورهای گارنت به اپیدوت+کلینوزوئیزیت و آمفیبول دیده می‌شود (شکل‌های ۶ ذ و ر).

شیست‌ها و آمفیبولیت‌ها در زیرپهنه لبه‌ای

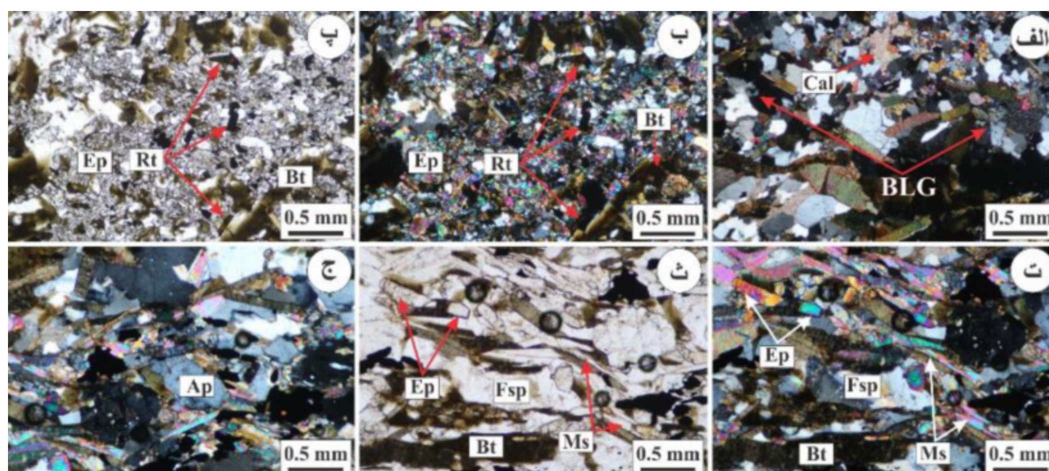
شیست‌های ریزدانه دارای بافت ورقه شکفتی تا ورقه‌دانه‌شکفتی بسیار ریز تا ریزبلور بوده و بترتیب فراوانی شامل اپیدوت، کوارتز، بیوتیت، فلدسپات، کلسیت، کلینوزوئیزیت، روتیل، ایلمنیت و آپاتیت اغلب در اندازه ریز تا بسیار ریز هستند (شکل ۷). کانی اپیدوت با فراوانی بیش از ۵۰٪ بصورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با رنگ تداخلی درجه بالا در سنگ دیده می‌شود (شکل‌های ۷ ب- ث). بندرت کلینوزوئیزیت نیز به چشم می-خورد. بلورهای کوارتز شواهد دگرشکلی بازتبلور پویا از نوع برآمده (BLG) را نشان می‌دهند (شکل ۷ الف). ایلمنیت از نظر خاستگاه، به احتمال بسیار ناشی از دگرگونی دانه‌های روتیل بسیار ریز به این کانی است (شکل‌های ۷ ب و پ). کانی‌های فلدسپار (پلاژیوکلاز و فلدسپارقلیایی) گاهی سریسیتی و رسی شده‌اند، همچنین کمابیش تیغه‌های کانی مسکویت دیده می‌شوند که بنظر می‌رسد که بهمراه بیوتیت و همزمان با آن شکل گرفته‌اند (شکل‌های ۷ ت و ث). بلور آپاتیت گاهی در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۷ ج). با توجه به فراوانی کانی‌ها، این سنگ را می‌توان شیست ریزدانه (بیوتیت-اپیدوت-شیست) نامید.

آمفیبول-شیست‌ها دارای بافت ورقه شکفتی بسیار ریزبلور هستند. در این سنگ‌ها، بافت دگرشکلی بصورت برگواره شاخه-ای و بافت S-C دیده می‌شود (شکل‌های ۸ الف و ب). این سنگ‌ها از آمفیبول (اکتینولیت)، کوارتز و پلاژیوکلاز بعنوان کانی‌های اصلی، تورمالین، روتیل و اکسیدهای آهن-تیتان بعنوان کانی‌های فرعی و کانی‌های ثانویه بیوتیت، تیتانیت، کلسیت، کلریت، اپیدوت و پرهنیت تشکیل شده‌اند. این مجموعه کانیایی اغلب بصورت بسیار ریز تا ریزبلور در سنگ نمایان هستند. در این سنگ‌ها، ریز بلورهای اکتینولیت در حال بیوتیتی شدن هستند (شکل‌های ۸ پ و ت). کانی تورمالین بصورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در اندازه درشت به رنگ سبز زیتونی تا سبز و قهوه‌ای روشن دیده می‌شود. روتیل، زوئیزیت، کلینوزوئیزیت، اکتینولیت و سایر کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ بصورت میانبارهای ریز موازی با برگواره اصلی سنگ در درشت بلورهای تورمالین آرایش یافته‌اند که می‌تواند بیانگر پسازمین ساخت بودن کانی‌های تورمالین باشد (شکل‌های ۸ ث-چ). در بخش‌هایی، رگه‌ها و حفره‌ها با کانی‌های ثانویه چون پرهنیت، کلسیت و کلریت پر شده‌اند (شکل ۸ ح).

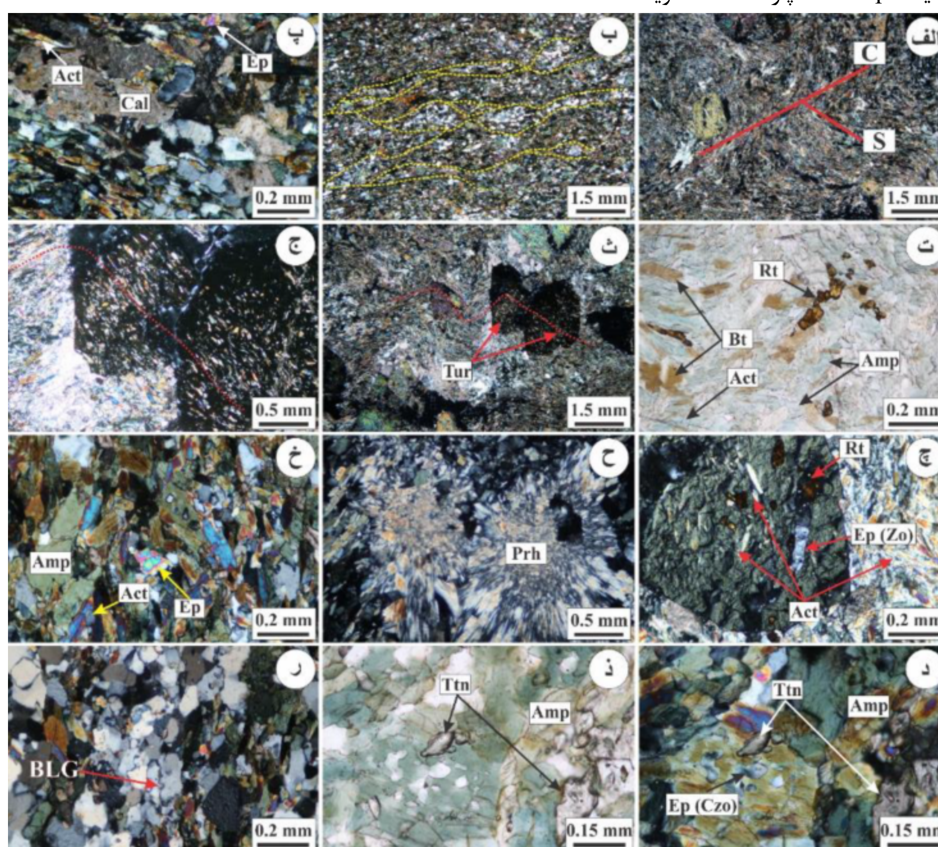
آمفیبولیت‌ها دارای ترکیب کانی‌شناسی نزدیک به آمفیبول-شیست‌ها هستند، با این تفاوت که کانی تورمالین ندارند و افزون بر بلورهای اکتینولیت، با فراوانی کمتر دارای آمفیبول به احتمال بسیار هورنبلند نیز هستند (شکل ۸ خ). کانی آمفیبول در این سنگ‌ها در حال بیوتیتی‌شدن بصورت برهم نهی یا تحمیلی (overprint) است که می‌تواند بیانگر رخداد دگرگونی قهقرایی در حد رخساره شیست سبز در آن‌ها باشد، همچنین در آن‌ها، میانبارهایی از کلینوزوئیزیت نیز دیده می‌شود (شکل‌های ۸ د و ذ). بلورهای تیتانیت به دو صورت بی‌شکل و شکل‌دار وجود دارند (شکل‌های ۸ د و ذ) کانی کوارتز در این سنگ‌ها تنها دارای ریزساختار دگرشکلی برآمدگی مرز دانه (BLG) است (شکل ۸ ر).

بحث و بررسی

بافت‌های دگرشکلی چون برگوارگی شاخه‌ای، برگوارگی شکنجی و برگوارگی نوار برشی (بافت‌های S-C) در همه شیست‌ها و آمفیبولیت‌های مجموعه توتک کم و بیش دیده می‌شوند که می‌تواند بیانگر تغییر شکل ناکشسان اعمال شده در منطقه باشد [۲۹]. در شیست‌ها و آمفیبولیت‌های زیرپهنه مرکزی، بررسی ریز ساختارهای موجود در کانی کوارتز بیانگر گسترش فرآیند بازتبلور برگشت پذیر یا پویا بصورت تشکیل زیردانه، نودانه، بازتبلورهای پویای برآمده (BLG)، چرخش زیردانه (SGR)، مهاجرت مرز دانه‌ای (GBM)، ایجاد چند گوشی‌های با زاویه 120° (GBAR) و خاموشی‌های موجی است (شکل‌های ۴ ث-خ و ث و ج). نودانه‌ها اغلب درون و پیرامون دانه‌های اولیه بزرگ‌تر در سنگ‌های با کرنش متوسط تا بالا رایج هستند. آن‌ها جهت‌یافتگی و اندازه شبیه زیردانه‌های کناری دارند که این ویژگی مشخصه‌ای از بازتبلور پویا یا بازتبلور رخ داده همزمان با زمین ساخت است [۳۰].



شکل ۷ الف) کانی کوارتز با ریزساختار برآمدگی مرزهای دانه و حضور کانی کلسیت (XPL). ب و پ) کانی‌های فراوان اپیدوت در متن سنگ و بلورهای روتیل درحال تجزیه به ایلمنیت (بترتیب در XPL و PPL). ت و ث) کانی اپیدوت در متن سنگ و وجود همزمان مسکویت و بیوتیت در کنار هم و حضور فلدسپارهای درحال سریسیتی شدن (بترتیب در XPL و PPL). ج) بلورآپاتیت (XPL). Cal: کلسیت، Bt: بیوتیت، Rt: روتیل، Ep: اپیدوت، Ap: آپاتیت، Fsp: فلدسپار، Ms: مسکویت.



شکل ۸ الف) بافت‌های ورقه شکفتی و دگرشکلی S-C در آمفیبول-شیست (XPL). ب) برگواره شاخه‌ای در آمفیبول-شیست‌ها (XPL). پ) کانی‌های اپیدوت، کلسیت و اکتینولیت در آمفیبول-شیست (XPL). ت) بلورهای آمفیبول و اکتینولیت در حال بیوتیتی شدن (PPL). ث و ج) درشت‌بلور تورمالین دارای میانبارهایی هم راستا با برگواره آمفیبول-شیست‌ها (XPL). چ) میانبارهای زوئیزیت، روتیل و اکتینولیت در درشت‌بلور تورمالین. ح) بلورهای پرهنیت پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌ها (XPL). خ) بلورهای اپیدوت، اکتینولیت و آمفیبول در آمفیبولیت (XPL). د و ذ) بلورهای لوزی رخ تیتانیت و آمفیبول‌های درحال بیوتیتی شدن در آمفیبولیت‌ها (بترتیب در XPL و PPL). ر) ریزساختار دگرشکلی برآمدگی مرز دانه در کانی کوارتز (XPL). (Cal= کلسیت، Ep= اپیدوت، Act= اکتینولیت، Bt= بیوتیت، Amp= آمفیبول، Tur= تورمالین، Rt= روتیل، Czo= کلینوزوئیزیت، Act= اکتینولیت، Prh= پرهنیت، Ttn= تیتانیت).

نبود کرنش در نودانه‌ها نشان می‌دهد که آن‌ها در مرحله پیشرفته‌ای از بازیابی هستند. در شرایط رخساره شیست سبز، در دمای ۲۵۰-۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و در تنش بالا، مرزهای دانه‌ای برآمده کوارتز از دانه اصلی قدیمی‌تر جدا شده و دانه-های به نسبت کوچک بازتبلوریافته شکل می‌گیرند که بازتبلور پویای برآمده (BLG) نامیده می‌شود [۳۱]. به باور استیپ و همکاران [۳۱]، بازتبلورهای پویای مهاجرت مرز دانه‌ای (GBM) و چرخش ریزدانه (SGR) بیانگر دگرشکلی بترتیب در دماهای ۲۸۰-۴۰۰ و ۴۰۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد هستند که معادل با رخساره دگرگونی ناحیه‌ای شیست سبز است. با افزایش دما در حدود ۶۰۰-۷۰۰ درجه سانتی‌گراد معادل با رخساره دگرگونی آمفیبولیت، تنظیم مرزهای دانه در شرایط ایستا منجر به چند ضلعی‌های شکل‌دار بلورهای کوارتز (GBAR) با زاویه120° می‌شود که بیانگر تعادل مرز دانه‌ای و رشد دانه‌ها در اثر کاهش انرژی مرز دانه‌ای و ایجاد شکل‌های چندگوشی در شرایط دگرگونی درجه متوسط است [۳۲]. بعضی از این دانه‌ها خاموشی موجی نشان می‌دهند که بیانگر مرحله اولیه تشکیل ریزدانه و ادامه دگرشکلی پس از تشکیل آن‌هاست [۳۰]. این یافته‌ها با ریز ساختارهای ناشی از دگرشکلی شکل‌پذیر در گنیس‌های گرانیتی رخنمون یافته در زیرپهنه مرکزی همخوانی دارند [۳۳].

از دیگر ریز ساختارهای مهاجرت مرز دانه‌ای (GBM) می توان به ساختارهای سنجاق شده و پنجره‌ای در پلاژیوکلاز اشاره کرد (شکل‌های ۴ خ و ۵ الف). از این ریزساختار می‌توان برای تشخیص مهاجرت مرز دانه‌ها و تعیین راستای آن استفاده کرد [۳۴]. در این ریزساختار، وجود کانی دوم چون میکا مانع از مهاجرت مرز دانه می‌شود [۳۰]. حضور ماکل چندریخت با انتهای نوک تیز (مخروطی) یا حالت خمیدگی، حالت موج‌دار و نوارهای شکنجی و خاموشی موجی در کانی پلاژیوکلاز و همچنین کلریت نمایان است که می‌تواند دلیلی بر وجود دگرشکلی پویا در حالت جامد در حد شرایط رخساره شیست - سبز باشد [۳۵و ۳۶] (شکل‌های ۵ ب- ث و ۶ پ و ت). در این سنگ‌ها تشکیل سوزن‌های روتیل در بیوتیت ساژنیتی به احتمال بسیار طی دگرگونی درحد رخساره آمفیبولیت و یا پس از آن در دگرگونی پسرونده در دمایی حدود رخساره شیست - سبز رخ داده است [۲۵، ۳۷].

در شیست‌ها و گارنت-آمفیبولیت‌های زیرپهنه مرکزی، شواهدی از تبدیل شدن بلورهای گارنت به اپیدوت+کلینوزوئیزیت و آمفیبول به چشم می‌خورد (شکل‌های ۵ ح و خ و ۶ ذ و ر). فرایند تبدیل گارنت به کانی‌های اپیدوت و آمفیبول می‌تواند در نتیجه عملکرد دگرگونی قهقرایی از رخساره آمفیبولیت به رخساره شیست‌سبز طی سربرآوری (exhumation) باشد. در واقع، کانی‌های اپیدوت و آمفیبول در نخستین مرحله از سیر قهقرایی در رخساره اپیدوت-آمفیبولیت یا رخساره آمفیبولیت در عمق کمتر از ۳۵ کیلومتر طی بالا آمدن روی رخساره پیشین شکل می‌گیرند [۳۸].

در شیست‌های ریزدانه و آمفیبول-شیست‌های متناوب با مرمرهای زیرپهنه لبه‌ای، بررسی ریزساختارهای موجود در کانی کوارتز بسیار ریز تا ریزدانه بیانگر گسترش فرآیند بازتبلور تنها بصورت بازتبلورهای پویای برآمده (BLG) با فراوانی بسیار کم است. ترکیب کانیایی آلبیت+اپیدوت (زوئیزیت)+ اکتینولیت+ کلریت+ بیوتیت در این سنگ‌ها گویای رخساره شیست سبز در دمای ۴۰۰-۴۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴-۵ کیلوبار است [۲۹]. در نمونه‌های آمفیبول-شیست، شواهدی از حضور کانی-های بیانگر رخساره شیست سبز بصورت میانبارهای آرایش‌یافته موازی با برگواره اصلی سنگ در درشت بلورهای کانی تورمالین نیز دیده می‌شود. حضور کانی‌های آلبیت، کلسیت و پرهنیت در بیشتر رگه‌ها و حفره‌ها می‌تواند بیانگر تشکیل این رگه‌ها همزمان با دگرگونی رخساره شیست سبز پایینی در این سنگ-ها طی آخرین مراحل بالا آمدن و سرد شدن باشد [۲۹]. بیوتیتی‌شدن آمفیبول‌ها در سنگ‌های آمفیبولیتی می‌تواند تأییدی بر رخداد دگرگونی قهقرایی در حد رخساره شیست سبز باشد. در دمای۴۴۰ درجه سانتی‌گراد، شیست‌ها با مقدار مناسب همنه می‌توانند شامل بیوتیت- مسکویت یا بیوتیت مسکویت و کلریت باشند که این دما نیز معادل رخساره شیست سبز است [۲۹].

در سنگ‌های مورد بررسی در هر دو پهنه، میانبارهای سریسیت در راستای ماکل‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شوند که می‌تواند ناشی از دگرسانی باشد. افزون بر این، در بیشتر نمونه-های آمفیبولیت و کمابیش در نمونه‌های شیست، تبدیل روتیل به ایلمنیت و تیتانیت دیده می‌شود که از شواهد سیر دگرگونی

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.7.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.91]

قهقرایی هستند. تیتانیت در سیر قهقرایی درجه متوسط و پایین دیده می‌شود و ماهیت دگرگونی دارد [۳۹].

برداشت

مجموعه دگرگونی توتک بعنوان بخشی از کمربند بوانات در کرانه شمال‌شرقی بخش جنوبی پهنه سنندج-سیرجان دارای تنوع سنگی، دگرگونی و دگرشکلی شبیه سایر مجموعه‌های دگرگونی این پهنه است.

اثر دگرگونی و دگرشکلی بر متاسدیمنت‌ها (شیست‌ها) و متابازیت‌های (آمفیبولیت‌های) مجموعه دگرگونی توتک یکنواخت نبوده است و از درجه رخساره دگرگونی آمفیبولیت تا شیست سبز در زیرپهنه مرکزی و رخساره دگرگونی شیست سبز در زیرپهنه لبه‌ای تغییر می‌کند.

– شواهد برآمده از بررسی ریزساختارهای کوارتز در شیست‌ها (شیست آهکی، میکاشیست، گارنت-مسکویت-شیست و کوارتز-فلدسپاتی- شیست) و آمفیبولیت‌ها (آمفیبولیت و گارنت-آمفیبولیت) در زیرپهنه مرکزی بیانگر عملکرد دگرشکلی پویا در شرایط حالت جامد و در گستره دمایی بیش از ۴۰۰ تا ۶۰۰-۷۰۰ درجه سانتی‌گراد در این سنگ‌هاست. همچنین شواهد بافتی نشانگر رخداد دگرگونی قهقرایی در حد رخساره شیست سبز طی سر برآوری و پس از عملکرد دگرگونی پویا در این سنگ‌هاست.

زیرپهنه لبه‌ای از شیست‌های ریزدانه (بیوتیت-اپیدوت-شیست) و آمفیبولیت (آمفیبول-شیست و آمفیبولیت‌های) ریزدانه‌تری نسبت به زیرپهنه مرکزی تشکیل شده است که ریز ساختارهای کوارتز در این سنگ‌ها گستره دمایی رخساره شیست سبز (با دمای حدود ۴۰۰-۴۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴-۵ کیلوبار) را نشان می‌دهد.

به طور کلی، قرارگیری زیرپهنه مرکزی در بخش میانی پهنه برشی توتک و تحمل تنش بیشتر که شواهد آن بصورت ریزساختارهای دگرشکلی متناسب با رخساره آمفیبولیت و بافت گنیسی در گنیس‌های گرانیتی دیده می‌شود، به احتمال بسیار می‌تواند بیانگر شکل‌گیری این بخش از پهنه برشی در عمق بیشتری از پوسته قاره‌ای باشد. این در حالی است که عملکرد تنش کمتر در زیرپهنه لبه‌ای منجر به ریزساختارهای دگرشکلی کمتر و در پی آن دگرگونی قهقرایی بیشتر شده است‌که این امر را می‌توان به قرارگیری احتمالی زیرپهنه لبه‌ای در بخش بیرونی‌تر پهنه برشی توتک و شکل‌گیری آن در اعماق کمتری از پوسته قاره‌ای مربوط دانست.

قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد در به ثمر رساندن این پژوهش قدردانی می‌کنند.

مراجع

[1] Owona S., Ondoa J.M. Ekodeck G.E., *"Evidence of quartz, feldspar and amphibole crystal plastic deformations in the paleoproterozoic Nyong Complex Shear Zones under Amphibolite to Granulite conditions (west Central African Fold Belt, SW Cameroon)"*, Journal of Geography and Geology 5(3) (2013) 186.

[2] Spalla M.I., Zucali M., *"Deformation vs. metamorphic re-equilibration heterogeneities in polymetamorphic rocks: A key to infer quality PTdt path"*, Rivista Italiana di Mineralogia e Petrologia 73. 249 (2004) 227-247.

[3] Bell T.H., Rubenach M.J., *"Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation"*, Tectonophysics 92(1-3) (1983) 171-194.

[4] Bell T.H., Hayward N., *"Episodic metamorphic reactions during orogenesis: the control of deformation partitioning on reaction sites and reaction duration"*, *Journal of Metamorphic Geology* 9(5) (1991) 619-640.

[5] Spalla M.I., Siletto G.B., di Paola S., Gosso G., *"The role of structural and metamorphic memory in the distinction of tectono-metamorphic units: the basement of the Comolake in the Southern Alps"*, Journal of Geodynamics 30(1-2) (2000) 191-204.

[6] Passchier C.W., Myers J.S., Kröner A., *"Field geology of high-grade gneiss terrains"*, Springer Science & Business Media (2012).

[7] Alizadeh A., Martínez M.L., Sarkarinejad K., *"^{40}Ar-^{39}Ar geochronology in a gneiss dome within the Zagros Orogenic Belt"*, Comptes Rendus Geoscience 342(11) (2010) 837-846.

[8] Sarkarinejad K., Alizadeh A., *"Dynamic model for the exhumation of the Tutak gneiss dome within*

[18] Agard P., Monié P., Gerber W., Omrani J., Molinaro M., Meyer B., Yamato P., *"Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from P-T, deformation, time, and kinematic constraints: Implications for Neotethyan wedge dynamics",* Journal of Geophysical Research: Solid Earth 111 no B11 (2006).

[19] Alizadeh A., Sarkarinejad K., Sattarzadeh Y., *"Kinematic vorticity analysis within the Zagros hinterland involved-basement window, Tutak gneiss dome, southwestern Iran",* Journal of Tethys 1(4) (2013) 282-290. (in Persian)

[20] Houshmand-Zadeh A., Sheile M., Hamdi B., *"Explanatory text of the Eqlid Quadrangle map, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Ministry of Mines and Metals"*, Geological quadrangle No. G 10 (1990) scale 1: 25000.

[21] Bendokht M., Shabanian N., Davoudian A.R., Dong Y., Cottle J.M., Johnson T.A., *"Geochronology and geochemistry of Cadomian basement orthogneisses from the Tutak metamorphic Complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran",* Precambrian Research 362 (2021) 106288.

[22] Stocklin J., Nabavi M.H.*,"1: 2,500,000 Sheet, Tectonic Map of Iran. Geological Survey of Iran"* Tehran, Iran (1973).

[23] Oveisi B., *"Geological map of Surian, scale 1: 100,000"*, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, map 6750 (2001).

[24] Nuri K., *"Investigation of the genesis of Bendenow granite-gneiss with Tutak metamorphic complex, Eastern Bavanat",* Ph. D thesis, Azad University of Iran (2005).

[25] Shau Y.H., Yang H.Y., Peacor D.R., *"On oriented titanite and rutile inclusions in sagenitic biotite",* American Mineralogist 76(7-8) (1991) 1205-1217.

[26] Whitney D.L., Evans B.W., *"Abbreviations for names of rock-forming minerals"*, American Mineralogist 95 (2010) 185–187. doi:10.2138/am.2010.3371.

[27] Ji S., Zhao P., Saruwatari K.,*"Fracturing of garnet crystals in anisotropic metamorphic rocks during uplift",* Journal of Structural Geology 19(5) (1997) 603-620.

[28] Ten Grotenhuis S.M., Trouw R.A.J., Passchier C.W., *"Evolution of mica fish in mylonitic rocks"*, Tectonophysics 372(1-2) (2003) 1-21.

[29] Passchier C.W., Trouw R.A., *"Microtectonics",* Springer-Verlag Berlin

a bivergent wedge in the Zagros Thrust System of Iran", Journal of Geodynamics 47(4) (2009) 201-209.

[9] Ahmadi A., Hosseini B., Ahmadi P., *"The investigation of thermodynamic conditions in the formation of regional metamorphic rocks of the Tutak complex (southeast of Bavanat)",* Petrology, 6(22) (2015) 25-49. (in Persian)

[10] Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R., *"Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran",* Journal of Asian Earth Sciences 21(4) (2003) 397-412.

[11] Davoudian A.R., Shabanian N., Genser J., Neubauer F., *"^{40}Ar/^{39}Ar mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj–Sirjan Zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogen"*, Gondwana Research 37 (2016) 216-240.

[12] Sheikholeslami M.R., Pique A., Mobayen P., Sabzehei M., Bellon H., Emami M.H., *"Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-kor-e-sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran)"*, Journal of Asian Earth Sciences 31(4-6) (2008) 504-521.

[13] Alavi M., *"Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations",* Tectonophysics 229(3-4) (1994) 211-238.

[14] Badr A., Davoudian A.R., Shabanian N., Azizi H., Asahara Y., Neubauer F., Dong Y., Yamamoto K., *"A-and I-type metagranites from the North Shahrekord Metamorphic Complex, Iran: Evidence for Early Paleozoic post-collisional magmatism",* Lithos 300 (2018) 86-104.

[15] Riyahi Samani F., Shabanian N., Davoudian A.R., *"Geochemistry and tectonic setting of granite-gneisses from Abadchi, north of Shahrekord",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 26(1) (2018) 195-208. (in Persian)

[16] Alirezaei S., Hassanzadeh J., *"Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj–Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran"*, Lithos 151 (2012) 122-134.

[17] Davoudian A.R., Genser J., Dachs E., Shabanian N., *"Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan zone, Iran"*, Mineralogy and Petrology 92(3) (2008) 393-413.

Heidelberg, Germany (2005). doi: 10.1007/3-540-29359-0 .

[30] Blenkinsop T., *"Deformation microstructures and mechanisms in minerals and mocks"*, Kluwer Academic Publishers, New York (2002) 150p.

[31] Stipp M., StuÈnitz H., Heilbronner R., Schmid S.M., *"The eastern Tonale fault zone: A 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C"*, Journal of Structural Geology 24(12) (2002) 1861-1884.

[32] Trouw R.A., Passchier C.W., Wiersma D.J., *"Atlas of Mylonites-and related microstructures"*, Springer Science & Business Media (2009).

[33] Bendokht M., Shabanian N., Davoudian A.R., Azizi H., Karimi M., "Dynamic deformation micro-structures in the minerals from augen gneiss of Tutak region, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Tectonics 3(10) (2019) 41-57.

[34] Jessell M.W., *"Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite"*, Journal of Structural Geology 9(8) (1987) 1007-1014.

[35] Smith J.V., William L.B., *"Intergrowths of Feldspars with Other Minerals"*, In Feldspar Minerals (1988) 626-646. Springer, Berlin, Heidelberg.

[36] Pryer L.L., *"Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: The Grenville Front, Ontario, Canada"*, Journal of Structural Geology 15(1) (1993) 21-36.

[37] Yui T.F., Shen P., Liu H.H., *"Titanite inclusions in altered biotite from granitoids of Taiwan: Microstructures and origins"*, Journal of Asian Earth Sciences 19(1-2) (2001) 165-175.

[38] Enami M., Liou J.G., Mattinson C.G., *"Epidote minerals in high P/T metamorphic terranes: Subduction zone and high-to ultrahighpressure metamorphism"*, Reviews in Mineralogy and Geochemistry 56(1) (2004) 347-398.

[39] Hibelot T., *"Relationships between metamorphism and deformation in the Nordmannvik nappe, south of Lyngseidet: A focus on high grade relics"*, Master's thesis, Universitetet i Tromsø (2013).